

Pirineos.Revista de Ecología de Montaña
Vol. 165, 135-155
Jaca, Enero-Diciembre, 2010
ISSN: 0373-2568
eISSN: 1988-4281
doi: 10.3989/Pirineos.2010.165007

RESPUESTA HIDROLÓGICA EN UNA PEQUEÑA CUENCA EXPERIMENTAL PIRENAICA CON DOS AMBIENTES EXTREMOS: CÁRCAVAS Y BOSQUE DE REPOBLACIÓN

E. NADAL-ROMERO^{1,2}, D. REGÜÉS¹ & P. SERRANO-MUELA¹

¹ Instituto Pirenaico de Ecología (CSIC), Campus de Aula Dei, Apdo. 13034, 50080, Zaragoza, España.

² Dep. Earth and Environmental Sciences, Physical and Regional Geography Research Group,
K.U.Leuven, Celestijnenlaan 200 E, 3001 Heverlee, Bélgica.

E-mail: MariaEstela.NadalRomero@ees.kuleuven.be

ABSTRACT.– The Inner Depression (Central Pyrenees) presents a great heterogeneity of land uses and vegetation covers. In this context, a hundred of badlands areas are distributed along the ranges of the Depression. This morphologies occurrence has been associated to the combination of different factors: bedrock, climate, deforestation, slope terracing and field crop abandonment. In this way, most of the hydrological basins show a mosaic of contrasted environments: badlands, meadows, meadows with shrubs and reforested slopes. This study presents the analyses of the hydrological response on the Araguás catchment, which is monitored for recording discharges from the most extreme environments: badlands and reforested slopes. The results show great differences on discharge generation, both by runoff generation processes and by its frequency and water volume. Reforested environments decreases flooding and erosion risks, but also generate a big reduction of water resources disposability.

Keywords: Central Pyrenees; badlands; reforestation; experimental catchment; hydrological response.

RESUMEN.– La Depresión Interior Altoaragonesa (Pirineo Central) presenta una gran heterogeneidad de usos del suelo y cubiertas vegetales. En este contexto destaca el centenar de morfologías acarcavadas distribuidas a lo largo de los márgenes de la Depresión. La presencia de estas morfologías se ha asociado a la combinación de varios factores: el substrato rocoso, el clima, la deforestación, el aterrazamiento de laderas y el abandono de cultivos. Esto origina que la mayoría de las cuencas hidrológicas presenten un mosaico de ambientes contrastados: cárcavas, prados, prados con matorral y laderas reforestadas. En este estudio se presenta el análisis de la respuesta hidrológica en la cuenca de Araguás, monitorizada para el registro de

caudales generados en las situaciones más extremas: cárcavas y laderas reforestadas. Los resultados revelan grandes diferencias en la generación de caudales, tanto por los procesos que intervienen, como por su frecuencia y el volumen de agua generado. Los ambientes reforestados disminuyen el riesgo de avenidas y la erosión, pero también llevan asociada una fuerte reducción en la disponibilidad de los recursos hídricos.

Palabras clave: Pirineo Central; cárcavas; reforestación; cuenca experimental; respuesta hidrológica.

1. Introducción

Desde los años 50, el interés por las cuencas experimentales ha aumentado y hoy en día es un instrumento indispensable para los estudios hidrogeomorfológicos, así como en el estudio y la gestión del medio natural. Las cuencas son contempladas con una perspectiva sistemática que incorporan los efectos de los cambios de usos de suelo y permiten relacionar y jerarquizar la influencia de los diferentes factores que intervienen en el ciclo hidrológico (WALLING, 1991; GARCÍA-RUIZ & GALLART, 1997). Los estudios hidrológicos se basan frecuentemente en cuencas experimentales donde se pueden controlar las entradas (en forma de precipitación) y las salidas (en forma de caudal). Además, las cuencas experimentales permiten valorar los efectos de distintas cubiertas vegetales, y la relación entre las entradas y salidas (HIBBERT, 1967; BOSH & HEWLETT, 1982; GARCÍA-RUIZ & GALLART, 1997).

El presente trabajo es una continuación de los trabajos realizados por NADAL-ROMERO (2008), NADAL-ROMERO *et al.* (2008) y NADAL-ROMERO *et al.* (2009) en una pequeña cuenca experimental en el Pirineo Central, caracterizada por el desarrollo de una densa y activa red de cárcavas en la parte baja de la cuenca, y la presencia, en la parte alta, de un denso bosque, consecuencia de una repoblación forestal llevada a cabo a finales de la década de los 60. En estos trabajos se ha constatado la alta capacidad de respuesta hidrológica de la cuenca (incluso durante la estación seca), una respuesta muy rápida, que suele ser de tipo “flash flood”, y el predominio de escorrentía de origen hortoniano en la zona acarcavada de la cuenca. Sin embargo, quedaba pendiente una cuestión: *¿cuál es la dinámica hidrológica de la zona forestal de la cuenca?* Para la realización de este trabajo, en junio de 2007 se instaló, en el lecho torrencial del límite inferior de la zona forestal, una sonda de presión, que proporciona registros continuos de la altura de la lámina de agua y permite estimar caudales y volúmenes de escorrentía. El

principal objetivo de este trabajo es estudiar el funcionamiento hidrológico de la cuenca experimental de Araguás, definir la respuesta hidrológica frente a eventos pluviométricos de diferente intensidad, y comparar, de manera preliminar, las respuestas hidrológicas registradas en la zona forestal y a la salida total de la cuenca. De este modo, el análisis de cuatro crecidas “tipo” ocurridas en diferentes condiciones ambientales ayuda a interpretar las diferencias existentes en estos ambientes tan contrastados, evidenciando la complejidad del funcionamiento hidrológico en la cuenca de Araguás.

2. Área de estudio

La cuenca experimental de Araguás está situada en la zona central de la Depresión Interior Aragonesa, en el Pirineo Central, a 9 km de la ciudad de Jaca (Figura 1). Se trata de una pequeña cuenca (45 ha), con límites bien definidos, afluente por la margen derecha del río Lubierre. La cuenca se caracteriza por mostrar ambientes típicos de la Depresión Interior Altoaragonesa y ser representativa del área de estudio. Su altitud máxima se alcanza a 1105 m s.n.m. y la más baja a 780 m s.n.m., y la pendiente media se aproxima al 20%.

El sustrato geológico sobre el que se asienta está formado por dos grandes unidades: (i) en la parte alta predomina el Flysch eoceno surpirenaico (areniscas carbonatadas y margas alternantes en estratos de potencia variable) afectado por pequeños deslizamientos que pueden dar lugar a grandes movimientos en masa (LORENTE *et al.*, 2002), y (ii) en la parte baja y media predomina la marga de Larrés, compuesta por calcita y dolomita (41%), minerales arcillosos como la clorita y la illita (44%), y en menor proporción el cuarzo (15%). También aparecen niveles de areniscas y concreciones carbonatadas más resistentes a la erosión (MARTÍ-BONO & PLANA, 1996).

El clima se define como submediterráneo de montaña, pero con cierta influencia continental y atlántica (CREUS & GIL, 2001), caracterizado por una marcada estacionalidad climática. La precipitación media anual es 718,1 mm con dos estaciones más lluviosas, una en primavera y otra en otoño, y una estación seca en verano, si bien en esta época del año las tormentas de tipo convectivo pueden ser relativamente frecuentes. La temperatura media anual es 10°C con mínimas de hasta -14°C y máximas que superan los 30°C.

En el área de estudio existen tres zonas bien diferenciadas, con un desarrollo de la vegetación muy heterogéneo y una distribución muy desigual (Figuras 1 y 2).

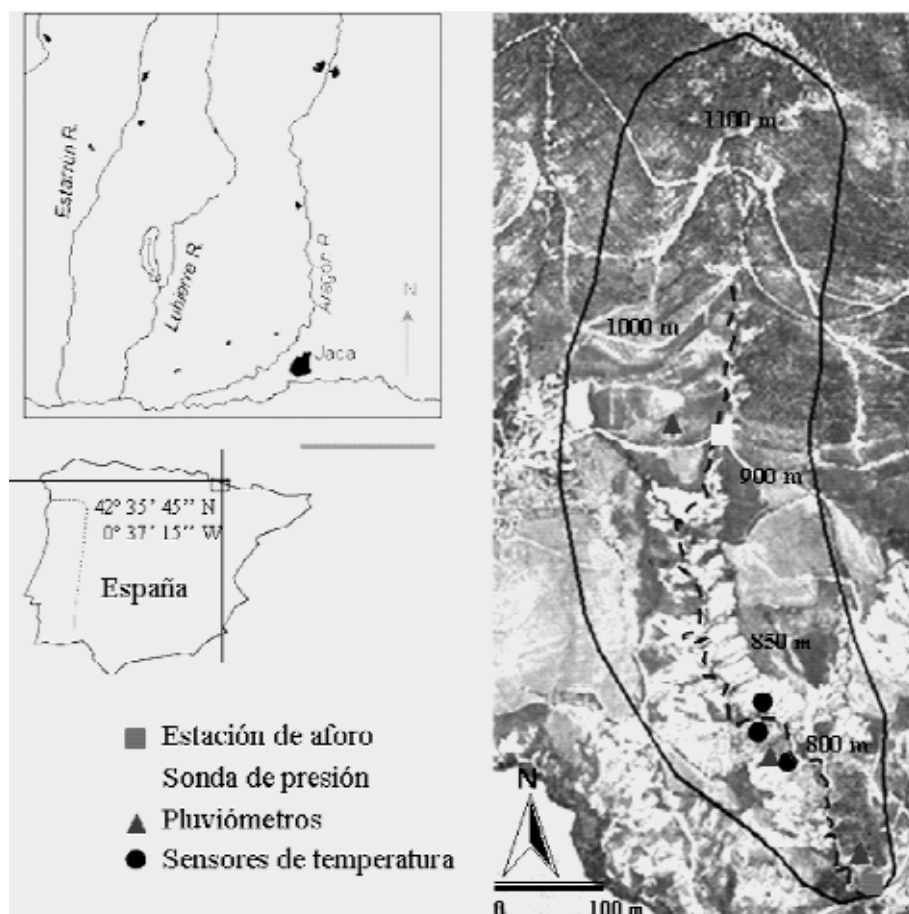


Figura 1. Localización del área de estudio. Cuenca de Araguás. Instrumentación de la cuenca de Araguás.

Figure 1. Location of the study area. Araguás catchment. Instrumentation of the Araguás catchment.

1) En la parte baja de la cuenca hay un predominio de morfologías acarcavadas (27,2% del total de la cuenca), donde predomina una vegetación de porte arbustivo y herbáceo (Figura 2A).

2) En la parte media aparecen pastos y campos abandonados a mediados del siglo XX (LASANTA, 1988; MOLINILLO *et al.*, 1997), que actualmente están afectados por la recolonización natural de matorrales, especialmente aliaga (*Genista scorpius*), boj (*Buxus sempervirens*) y *Rosa gr. canina* (Figura 2B y 2C).

3) En la parte alta de la cuenca se desarrolla un bosque de repoblación forestal (27,5% del total de la cuenca) (*Pinus sylvestris* y *Pinus nigra*), llevado a cabo a finales de los 60 e inicios de los 70. El sotobosque (bien desarrollado) lo forman fundamentalmente el boj y la aliaga (Figura 2C y 2D).

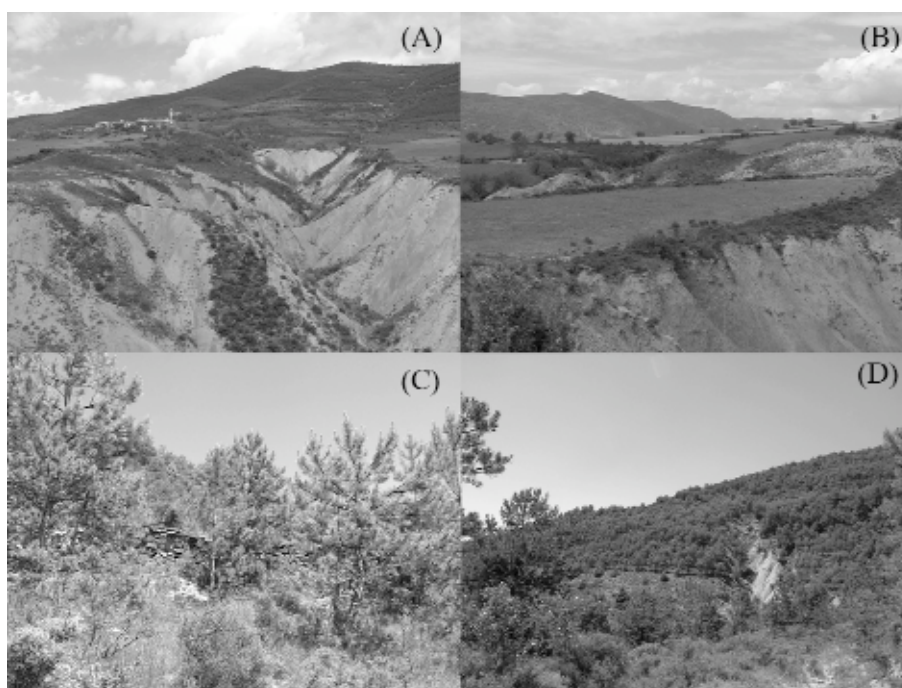


Figura 2. Cuenca de Araguás. A. Desarrollo de cárcavas en la parte baja de la cuenca. B. Prados, matorrales y campos abandonados en la parte media de la cuenca. C. Recolonización vegetal en antiguas terrazas de cultivo. D. Área forestal en la parte superior de la cuenca.

Figure 2. Araguás catchment. A Badlands development in the lower part of the catchment. B. Meadows, scrubs and abandonment fields in the middle part of the catchment. C. Natural plan colonization in old field terraced fields. D. Forest area in the higher part of the catchment.

3. Equipamientos y métodos

La respuesta hidrológica a la salida de una cuenca se estudia mediante el registro en continuo de los caudales, lo que permite la generación del hidrograma de la cuenca, cuando se representa toda la información en continuo, o de hidrogramas de crecida, definidos como una variación del

caudal instantáneo en función del tiempo, y que constituyen el resultado de los diferentes procesos hidrológicos de las laderas (COSANDEY, 1990).

Con el objetivo de precisar el análisis comparativo de la respuesta hidrológica en la cuenca de Araguás, se ha trabajado a la escala temporal más precisa, evento o crecida, para conseguir una mayor información. La crecida ha sido definida como un aumento, generalmente brusco, del caudal del torrente, en respuesta a una precipitación o fusión de nieve (TARDY, 1986; WARD & ROBINSON, 1989). En la cuenca de Araguás, el criterio utilizado para la identificación de crecidas, consiste en la cuantificación de incrementos al menos 1,5 veces el caudal de base anterior al inicio de la crecida (GARCÍA-RUIZ *et al.*, 1995). El punto de inicio se ha identificado como un cambio positivo, rápido, en la escorrentia; y el punto final se establece mediante el método de la recta (HEWLETT & HIBBERT, 1967), cuando la recta con una pendiente de $1,83 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2} \text{ día}^{-1}$ (LATRON *et al.*, 2008) corta la rama descendente del hidrograma.

La cuenca de Araguás fue monitorizada en octubre de 2005 (Figura 1), mediante la construcción de una estación de aforo en la parte baja de la cuenca, a 780 m s.n.m. (Figura 3A). La instrumentación instalada en la cuenca permite disponer de información acerca de las entradas (precipitación) y las salidas (caudal y sedimento) y es la siguiente:

- 1) Tres pluviómetros balancín (Davis Instrument) conectados a un datalogger (Hobo), localizados a diferentes alturas (780, 800 y 1000 m s.n.m.).
- 2) Un sensor de ultrasonidos (Pepper+Fuchs) y una sonda de presión (Keller DCX-22) para la medición continua de la altura del agua.
- 3) Un turbidímetro (Endress+Hauser) para la medición en continuo de la turbidez y un tomamuestras automático (ISCO3700) con capacidad para 24 botellas (de medio litro cada una), programado para dispararse en el momento en que se produce un incremento en la altura o turbidez del agua, y permite controlar el sedimento en suspensión y disolución en el momento de la crecida.

Todos los instrumentos de medida fueron conectados a un datalogger (Datataker DT-50) que registra la información cada 10 segundos, obteniendo valores medios cada 5 minutos.

En junio de 2007, se instaló en el lecho torrencial del límite inferior de la zona forestal (a 900 m s.n.m.) una sonda de presión que proporciona registros continuos (cada 5 minutos) de la altura de la lámina de agua y permite estimar caudales con cierta precisión (Figura 3B), habiéndose calculado que el umbral del error puede oscilar entre un valor mínimo próximo a 0, para caudales muy bajos, y un valor máximo de unos 5 cm, para los caudales más altos. Aunque su funcionamiento fue inicialmente muy irregular, en el último



Figura 3. A. Estación de aforo y canal de estiaje en la cuenca de Araguás. B. Sonda de nivel instalada a la salida de la zona forestal de la cuenca de Araguás.

Figure 3. A. Gauging station and canal in the Araguás catchment. B. Pressure-based probe installed at the outlet of the forested area in the Araguás catchment.

año se ha obtenido una serie de datos que ha permitido identificar un número de crecidas adecuado para la realización de este trabajo.

Por otro lado, se han recogido muestras puntuales de agua, en diferentes momentos de caudal de base, tanto en la estación de aforo en la parte baja de la cuenca, como a la salida de la zona forestal donde está instalada la sonda de presión. El análisis posterior en el laboratorio ha permitido establecer diferencias de las características del agua: temperatura, conductividad, sedimento en suspensión (mg l^{-1}), solutos (mg l^{-1}), pH, carbonatos y bicarbonatos. Este análisis es discontinuo en el tiempo, pero se ha procurado disponer de una cantidad y variedad de datos suficientes para poder realizar una interpretación correcta de los mismos.

4. Análisis de los resultados

En la Tabla 1 se presentan, para cada año de estudio, la precipitación, la escorrentía, el coeficiente de escorrentía, definido como la relación entre la

escorrentía y la precipitación, y el número de crecidas anuales. Se observa una gran variabilidad interanual de las variables. En el año hidrológico 2008-2009 (el año más húmedo del periodo) se registró la máxima escorrentía anual (517,2 mm) y el máximo coeficiente de escorrentía, mientras en los años 2005-2006 y 2006-2007 (años más secos) la escorrentía se redujo considerablemente. De este modo, la relación entre la precipitación y la escorrentía anual no es constante y los coeficientes de escorrentía son muy variables, pudiéndose apreciar de manera general una cierta tendencia al aumento cuando las precipitaciones son más abundantes. El número de crecidas es también muy variable, y muy elevado si lo comparamos con los registrados en otras cuencas cercanas con distintos usos del suelo y cubiertas vegetales; por ejemplo, durante el año hidrológico 2005-2006 en la cuenca de Araguás se registraron 44 crecidas, mientras en la cuenca de Arnás (70% de prado con matorral y 30% de bosque) únicamente se contabilizaron 12 crecidas, y en la cuenca de San Salvador (más del 90% de bosque) apenas se produjeron 6 crecidas (GARCÍA-RUIZ *et al.*, 2008).

Tabla 1. Precipitación, escorrentía, coeficiente de escorrentía ($CE = E/P$) y número de crecidas anuales en la cuenca de Araguás.

Table 1. Rainfall, storm-flow, storm-flow coefficient ($CE = E/P$) and number of annual floods in the Araguás catchment.

Cuenca Araguás	Precipitación (mm)	Escorrentía (mm)	CE	N.º crecidas
2005-2006	671,2	284,1	0,42	44
2006-2007	668,6	354,9	0,53	52
2007-2008*	731	493,5	0,67	26
2008-2009	823,8	517,2	0,63	51

Durante el periodo de estudio (octubre de 2005-septiembre de 2009) se han registrado 173 crecidas: 44 durante el año hidrológico 2005-2006, 52 durante 2006-2007, 26 en 2007-2008 (la estación de aforo no estuvo operativa durante 3 meses), y 51 en el año hidrológico 2008-2009. La distribución estacional de los eventos registrados es la siguiente: 63 en primavera, 30 en verano, 56 en otoño y 24 en invierno. La mayoría de los eventos son de pequeña magnitud y la escorrentía de crecida oscila entre 0,01 y 39 mm, registrándose los valores mínimos en verano y los máximos en invierno.

4.1. *Análisis temporal de los coeficientes de escorrentía*

La Figura 4 presenta la evolución estacional del coeficiente de escorrentía, definido como el ratio entre precipitación y escorrentía, de las 173 crecidas registradas y analizadas en la cuenca de Araguás. La figura muestra, en primer lugar, la extremada variabilidad temporal que presenta el coeficiente de escorrentía a lo largo del año hidrológico. En invierno y primavera la respuesta es muy variable y generalmente muy elevada, con coeficientes de escorrentía que en bastantes ocasiones son superiores a 0,5 que en algún caso superan el 0,8 (el coeficiente máximo fue registrado el día 22 de enero de 2009, pero en este caso, el coeficiente de escorrentía está sobreestimado como consecuencia de la presencia de nieve y hielo). En verano se registran coeficientes de escorrentía sensiblemente inferiores (sólo 2 eventos superan 0,2 y ningún evento alcanza 0,4), aunque se trata de valores altos si se contrastan con los obtenidos en áreas próximas con mayores cubiertas vegetales (GARCÍA RUIZ *et al.*, 2008). Por último, en otoño la respuesta es muy variable, con valores máximos que no superan el 0,5.

La evolución estacional del coeficiente de escorrentía a escala de crecida está asociada a dos causas principales: la variabilidad espacio-temporal de la respuesta hidrológica (NADAL-ROMERO *et al.*, 2008) y la intensa dinámica geomorfológica que afecta la superficie del regolito en las áreas acarcavadas (NADAL-ROMERO y REGÚÉS, 2009). Así, los coeficientes de escorrentía menores registrados durante el verano se deben a que sólo la zona acarcavada genera respuesta hidrológica (NADAL-ROMERO *et al.*, 2008, 2009). En estos casos, la producción de escorrentía es muy rápida, fundamentalmente por procesos de superación de la capacidad de infiltración (flujos hortonianos). A principios del año hidrológico (octubre-noviembre) las precipitaciones generan respuestas muy variadas, ya que las zonas acarcavadas siguen siendo la principal fuente de escorrentía, mientras en las zonas con cubierta vegetal las precipitaciones principalmente contribuyen a la recarga de los acuíferos, observado a través del registro de piezómetros (LANA-RENAULT *et al.*, 2008; SERRANO-MUELA *et al.*, enviado). En invierno y primavera se registran los coeficientes de escorrentía máximos, coincidiendo con niveles freáticos próximos a la superficie del suelo. En este caso, las áreas vegetadas de la cuenca contribuyen también a la generación de crecidas, mediante procesos de escorrentía subsuperficial cuando la humedad del suelo es elevada, y superficial, en áreas donde los suelos alcanzan el estado de saturación. Asimismo, en áreas sin vegetación se generan flujos hortonianos, cuando las precipitaciones son intensas, e incluso se pueden activar procesos por saturación superficial cuando las lluvias son prolongadas y de baja intensidad (NADAL-ROMERO *et al.*, 2008). No obstante, el grado de

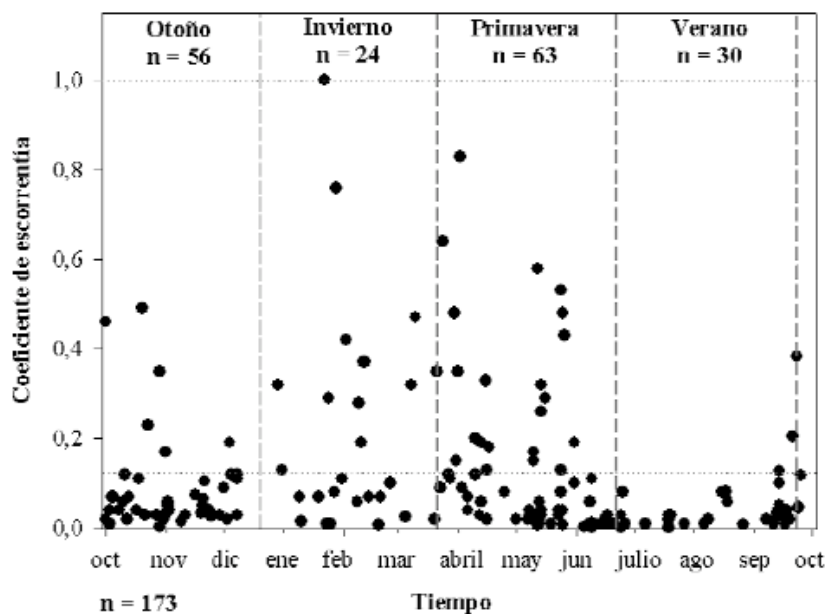


Figura 4. Evolución estacional del coeficiente de escorrentía (CE) de las 173 crecidas analizadas.
 Figure 4. Seasonal evolution of the storm-flow coefficient (CE) of the 173 analysed events throughout the year.

variabilidad que presenta el coeficiente de escorrentía es considerable en todas las estaciones.

De este modo y de manera general, se constata una importante variabilidad de la respuesta hidrológica en la cuenca de Araguás, y una gran capacidad de reacción, produciéndose respuestas incluso durante la estación más seca. La baja capacidad de infiltración en las zonas acarcavadas es el factor determinante para explicar este comportamiento (NADAL-ROMERO, 2008; NADAL-ROMERO *et al.*, 2008, 2009; NADAL-ROMERO & REGÜÉS, 2009; REGÜÉS *et al.*, 2009).

4.2. Análisis de hidrogramas

Los hidrogramas de crecida han proporcionado información sobre la respuesta hidrológica en la parte media y en la estación de aforo situada en el punto más bajo de la cuenca (Figura 1). La diferencia entre ambos caudales ha permitido obtener una aproximación de la escorrentía procedente de las

cárcavas. Sin embargo, una parte de dicho flujo procede de los prados y campos abandonados situados en la parte intermedia de la cuenca y, por consiguiente, no se ha podido estimar con precisión la proporción de caudal procedente de las morfologías acarcavadas, aunque se ha tomado como una referencia en el análisis general.

Las Figuras 5 y 6 presentan 4 hidrogramas, con sus correspondientes hietogramas. Los dos primeros eventos se produjeron en invierno, durante la estación húmeda (noviembre-mayo), y los eventos representados en la Figura 6 ocurrieron en verano, durante la estación seca (junio-octubre).

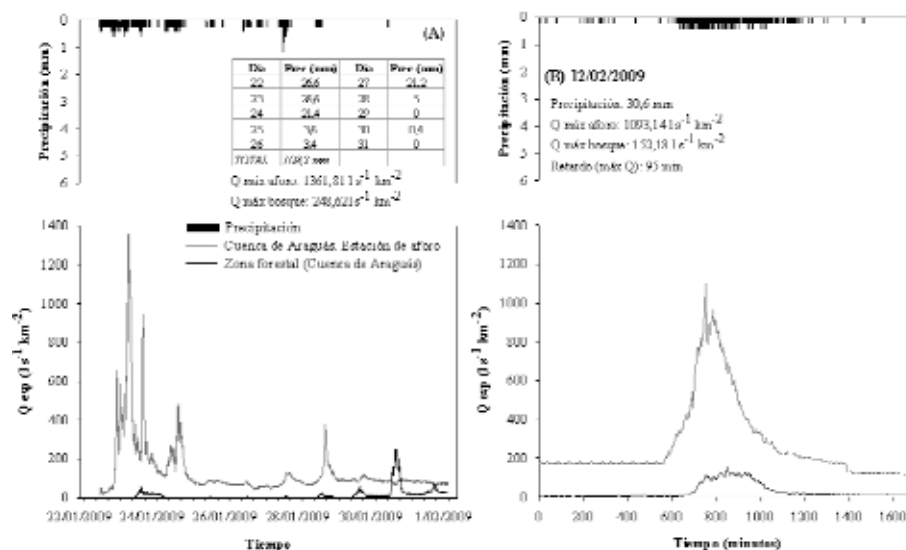


Figura 5. Hidrogramas y hietogramas para 2 eventos registrados en la cuenca de Araguás en condiciones húmedas.

Figure 5. Hydrographs and hyetographs for two events registered in the Araguás catchment in wet periods.

La Figura 5A presenta la respuesta hidrológica registrada en la cuenca de Araguás durante un periodo muy húmedo (del 22 de enero al 31 de enero de 2009), con un total de precipitación de 108,2 mm, pero con una intensidad de precipitación relativamente baja. En la estación de aforo se registra una respuesta del caudal casi sincrónica con el inicio de la precipitación. Se observan cuatro picos de caudal entre los días 22 y 25 de enero; el pico máximo ($1362 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$) se registró el día 23 de enero, y el último pico de crecida de cierta magnitud ($390 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$) se registró el 29 de enero. La

respuesta hidrológica registrada durante los primeros días en la zona forestal se limita a un solo pico de caudal, de magnitud muy inferior, que se inició con más de 24 horas de retardo. Este pico de caudal se produce el 24 de enero ($50 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$), sin embargo entre los días 28 de enero y 1 de febrero se registraron cuatro nuevos picos: el máximo se produce el día 31 ($249 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$) asociado a una precipitación de apenas 0,4 mm. Es interesante constatar que durante estas crecidas hay un aporte constante de escorrentía desde la zona reforestada (con caudal de base desde el día 29 de enero). Por otro lado, el coeficiente de escorrentía estimado en la estación de aforo es muy elevado, próximo a 0,9, mientras el coeficiente de escorrentía registrado en la zona forestal es muy inferior, 0,1.

La Figura 5B representa un evento ocurrido en febrero de 2009, con un estado de humedad de la cuenca muy elevado. La precipitación fue abundante (30,6 mm) y mostró un patrón típico invernal, con una duración de aproximadamente 23 horas y una intensidad de precipitación baja ($\text{IP5min} < 4,8 \text{ mm h}^{-1}$). En estas condiciones, la respuesta hidrológica fue considerablemente lenta, y el pico de caudal se alcanzó 13 horas después del inicio de la crecida; además, la rama descendente presentó una pendiente suave y prolongada. El coeficiente de escorrentía fue de 0,32 para el total de la cuenca y el pico de caudal fue de $1093 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$. El hidrograma registrado en la zona forestal también es muy significativo; en este caso el desfase temporal con respecto a la estación de aforo es mucho menor (95 minutos) al observado en la crecida anterior, y se observa un incremento de caudal lento, con un pico de $152 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$, que se mantiene durante un tiempo estable (4 horas), para después producirse una lenta y progresiva tendencia decreciente. En este caso, la forma de ambos hidrogramas es similar, en comparación con el evento comentado anteriormente. El coeficiente en la zona forestal fue 0,09.

El tercer evento seleccionado ocurrió en junio de 2009, justo al inicio del periodo seco (Figura 6A). Se corresponde con una tormenta corta y de volumen moderado (9,6 mm) pero muy intensa ($\text{IP5min} < 72 \text{ mm h}^{-1}$). La respuesta registrada en la estación de aforo fue prácticamente inmediata, y el hidrograma muestra las características propias de un “flash flood”: en unos pocos minutos el caudal pasa de 0 a casi $80 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ y cae en menos de 4 horas. Asimismo, el coeficiente de escorrentía estimado es muy bajo (0,01). Sin embargo, la evolución del caudal en la zona reforestada es muy distinta, el hidrograma muestra un leve incremento, muy lento y prolongado del caudal de base que alcanza un volumen máximo de $2,06 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ trascurridas 10 horas desde el final de la precipitación, lo que produce un coeficiente de escorrentía muy bajo (0,001). Todo esto sugiere que casi todo el caudal de la crecida registrada en la estación de aforo procede de la superficie de las cárcavas, mediante una respuesta de tipo Hortoniano asociada a la elevada

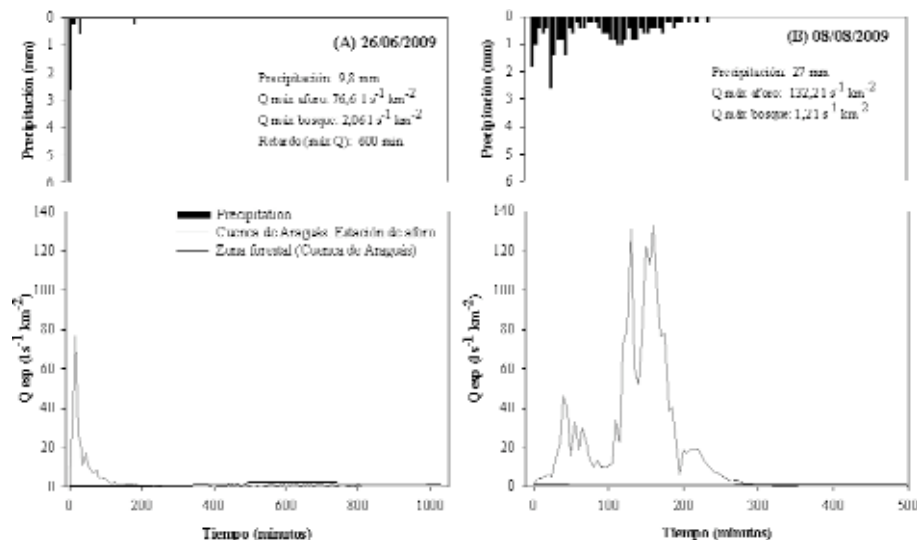


Figura 6. Hidrogramas y hietogramas para 2 eventos registrados en la cuenca de Araguás en condiciones secas. Nótese que la escala en el eje de ordenadas varía en cada caso.

Figure 6. Hydrographs and hyetographs for two events registered in the Araguás catchment in dry periods. Note that the scale in the ordinate axis varies in each example.

intensidad de lluvia, mientras el aporte de la zona reforestada solamente contribuye en mantener durante unas pocas horas un escaso flujo de base a la salida de la cuenca.

El cuarto evento se produjo el 8 de agosto de 2009, durante la estación seca (Figura 6B). Se corresponde con un evento cuantioso, 27 mm, y una intensidad de precipitación elevada ($IP_{5min} < 31 \text{ mm h}^{-1}$). La respuesta registrada en la estación de aforo es rápida y múltiple, esto último es debido a fuertes oscilaciones en la intensidad de la lluvia. En este sentido, el hidrograma demuestra nuevamente la elevada capacidad de respuesta de esta cuenca. Aunque, en este caso, no existe una correspondencia total entre las formas del hidrograma y del hietograma, pues el caudal registrado durante la máxima intensidad de precipitación ($46 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$) es muy inferior al pico de caudal máximo ($132 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$). Este caudal se registra en dos picos, transcurridas 2 y 3 horas desde el inicio de la crecida, que coinciden con momentos de mayor intensidad de lluvia. Mientras la repuesta en la zona reforestada es similar a la descrita anteriormente (Figura 5A), el aporte de escorrentía al inicio de la crecida (caudal de base $1,2 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$) demuestra que los suelos presentaban un estado de recarga hídrica atípico para la época del

año (consecuencia de una primavera extremadamente lluviosa). En estas condiciones la crecida se manifiesta a través de un lento y leve incremento del caudal (casi inapreciable), con un pico máximo de $1,7 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$, transcurridas 3 horas desde el inicio del evento, y con una recesión también muy prolongada. El coeficiente de escorrentía en la estación de aforo fue de 0,02 mientras en la zona forestal fue de 0,001.

Estos resultados indican diferencias importantes entre los dos puntos de medición y confirman que la presencia o ausencia de cubierta vegetal condiciona el volumen de escorrentía y la capacidad de respuesta.

4.3. Análisis del agua de escorrentía

La toma de muestras puntuales de agua durante los caudales de base, en la zona forestal y en la estación de aforo, ha permitido analizar el efecto de los usos del suelo y la cubierta vegetal sobre la calidad del agua, a partir de la medición de la conductividad eléctrica (Tabla 2). Espacialmente, las concentraciones más elevadas de sedimento en suspensión y en disolución se obtienen en la parte baja de la cuenca, en la estación de aforo. Así, la conductividad media registrada en la zona acarcavada es $1209 \mu\text{S cm}^{-1}$, mientras en la zona forestal el valor medio es $718 \mu\text{S cm}^{-1}$. Esta diferencia es debida a la mayor carga de carbonatos en disolución que adquiere el agua cuando fluye sobre las margas, tanto la que cae directamente sobre las cárcavas como la que recorre los 800 m del torrente, que fluye desde la zona reforestada hasta la estación de aforo. Estacionalmente, los valores de conductividad y de carga de solutos son más elevados en otoño e invierno, y más bajos en primavera (NADAL-ROMERO *et al.*, 2007; NADAL-ROMERO, 2008). Esto puede deberse a dos motivos: (i) por un lado, que la temperatura del agua es inferior en invierno, y la disolución de carbonatos es inversamente proporcional a la temperatura; y (ii), por otro lado, que la combinación entre unas condiciones térmicas más suaves y un mayor volumen de precipitaciones durante la primavera propicia que los caudales de base se mantengan más tiempo elevados, lo cual se puede relacionar con una renovación más rápida de los acuíferos, y con el consecuente efecto de dilución asociado a un volumen mayor de agua que, además, dispone de menos tiempo y capacidad para causar la disolución de carbonatos. En la época estival no se obtuvieron datos referidos al caudal de base, debido a que durante gran parte de la estación no fluye agua por el barranco.

Tabla 2. Análisis del agua: Temperatura, conductividad hidráulica, sedimento en suspensión, solutos, pH, carbonatos y bicarbonatos en la estación de aforo y en la zona forestal de la cuenca de Araguás.

Table 2. Water analysis: temperature, hydraulic conductivity, suspended sediment, solutes, pH, carbonates and bicarbonates in the gauging station and in the forested area of the Araguás catchment.

	Temp. (°C)	Cond. ($\mu\text{S cm}^{-1}$)	Sed suspen. (mg l^{-1})	Solutos (mg l^{-1})	pH	Carbonatos	Bicarbonatos
Estación de aforo	15,70	1208,70	840,33	210,31	8,23	13,99	249,24
Zona forestal	14,35	718,20	450,91	88,31	8,16	6,11	264,23

5. Discusión y conclusiones

Este estudio ha permitido analizar y contrastar la respuesta hidrológica asociada a áreas con cubiertas vegetales opuestas: área reforestada y acarcavada. Esta información es de gran valor por su escasez, por un lado, debido a la dificultad que entraña la instalación y el mantenimiento de estaciones de aforo en ambientes acarcavados y, por otro lado, porque es incluso más complicado encontrar datos hidrológicos en dos ambientes tan contrastados, que además se encuentren situados en una misma cuenca hidrológica.

Así, los datos registrados en la cuenca de Araguás, durante cuatro años hidrológicos han permitido realizar una primera aproximación de la respuesta hidrológica de la cuenca. Esta investigación ha confirmado la elevada capacidad de respuesta hidrológica, asociada a las morfologías acarcavadas y su elevada variabilidad temporal. Asimismo, esta información ha permitido identificar las semejanzas existentes con otras cuencas con presencia de cárcavas (SCOGING, 1982; SOLÉ *et al.* 1997; CERDÁ, 1999; CANTÓN *et al.*, 2001; REGÜÉS *et al.*, 2000; MATHYS *et al.*, 2003; REGÜÉS & GALLART, 2004).

El análisis combinado de los caudales obtenidos en los dos puntos de aforo ha permitido interpretar con mayor precisión los procesos y comparar las características hidrológicas de áreas con grandes diferencias en el uso del suelo y la cubierta vegetal. Los patrones estacionales más característicos son:

(i) Durante la **estación seca**, la mayor capacidad de evaporación y el mayor consumo de agua por la vegetación causan un estado casi permanente de déficit hídrico. Este déficit es especialmente evidente en los bosques, debido al gran consumo hídrico asociado a una alta densidad de vegetación y la gran capacidad de almacenamiento hídrico de los suelos forestales (ZINKE, 1967). Por este motivo, las precipitaciones que tienen lugar durante

estos periodos no siempre producen respuesta hidrológica, y el agua puede quedar directamente almacenada en el suelo. Esto queda reflejado en un bajo o inexistente caudal de base al inicio de los eventos. Este tipo de crecidas suelen ser cortas y con tiempos de respuesta muy rápidos. En general, los coeficientes de escorrentía suelen ser bajos (a pesar de la elevada intensidad de algunos eventos), sugiriendo que en la mayoría de los casos sólo una parte de la cuenca, la zona acarcavada, contribuye a la generación de escorrentía. En estas áreas predominan los procesos de generación de escorrentía por superación de la capacidad de infiltración. Este tipo de respuesta ha sido también observado, por ejemplo, en la cuenca de Cal Rodó, donde la respuesta hidrológica en condiciones secas está muy influenciada por la generación de escorrentía por superación de la capacidad de infiltración en las zonas acarcavadas (GALLART *et al.*, 2005).

Por otro lado, también hay que tener en cuenta que durante el periodo seco, en la zona forestal son muy importantes los valores elevados de interceptación. Diferentes trabajos han demostrado que bajo *Pinus sylvestris* la interceptación es muy variable (8-48%) (ALVERA, 1976, 1977; LLORENS *et al.*, 1997), y en la cercana cuenca de San Salvador, alrededor de un 22% de las precipitaciones queda interceptada en las copas de los árboles, pudiendo oscilar los eventos entre el 7 y el 50% (SERRANO-MUELA *et al.*, 2008).

Además, hay que subrayar la importancia de los suelos forestales, con una capacidad de infiltración muy elevada (causada principalmente por los macroporos generados por las raíces), si la comparamos con la capacidad de infiltración del regolito de las zonas acarcavadas. Estos resultados han sido corroborados mediante ensayos de infiltración, con un infiltrómetro de doble anillo (REGÜÉS *et al.*, 2009).

(ii) Durante la **estación húmeda**, los acuíferos de los suelos forestales se mantienen recargados con mayor frecuencia y como consecuencia de ello se pueden observar respuestas importantes en la zona forestal de la cuenca de Araguás. Este tipo de crecidas, generalmente caracterizadas por precipitaciones poco intensas, suelen tener una respuesta lenta y una recesión más larga. Durante estos eventos predominan los procesos de escorrentía superficial y subsuperficial en la zona forestal y podrían producirse procesos por saturación en las zonas acarcavadas. Este conjunto de procesos explicaría los mayores volúmenes de escorrentía y los coeficientes de escorrentía más elevados.

Estos supuestos han sido confirmados por diferentes autores, los cuales señalaron que el principal mecanismo de generación de escorrentía en las laderas con cubierta forestal es la escorrentía subsuperficial (FREEZE, 1972; WEYMAN, 1973; BEVEN, 1982), permitiendo el mantenimiento a largo plazo de los caudales de base y la respuesta hidrológica (HEWLETT & HIBBERT, 1967).

Los análisis llevados a cabo en este trabajo constituyen una base para diagnosticar el comportamiento hidrológico de la cuenca de Araguás. Los resultados obtenidos confirman la complejidad del funcionamiento hidrológico de la cuenca y la necesidad de futuros estudios que permitan corroborar las nuevas preguntas surgidas en esta investigación: *¿cuál es el porcentaje de crecidas en las que se observa aporte de agua en la zona forestal? ¿Cuál es la dinámica hidrológica anual en la zona forestal? ¿Qué porcentaje de agua de escorrentía procede de esta zona?* Sin embargo, habría que mejorar las instalaciones y complementar la instrumentación para disponer de datos de mayor calidad y precisión. Estos nuevos datos ayudarán a identificar con mayor exactitud la naturaleza de los diferentes procesos hidrológicos que actúan simultáneamente en la cuenca de Araguás.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido realizado con el apoyo de los siguientes proyectos: “Procesos y balances de sedimentos a diferentes escalas espaciales en ambientes mediterráneos: Efectos de las fluctuaciones climáticas y los cambios de uso del suelo (PROBASE, CGL2006-11619/HID) y “Comportamiento y modelización espacio temporal de la transferencia de sedimento en distintos usos del suelo” (CETSUS, CLG2007-66644-C04-01) ambos financiados por la CICYT (Ministerio de Educación y Ciencia); y “Desarrollo y validación de modelos acoplados hidrológicos e hidráulicos en cuencas a diferentes escalas espaciales” (PI032/2008) financiado por la Diputación General de Aragón (DGA). La monitorización de la cuenca también ha sido financiada mediante el proyecto RESEL (CSIC y Ministerio de Medio Ambiente). Asimismo, Estela Nadal-Romero cuenta con un contrato postdoctoral del Ministerio de Ciencia e Innovación, mediante el Programa Nacional de Movilidad de Recursos Humanos del Plan nacional de I-D+I 2008-2011 y Pili Serrano-Muela cuenta con una beca predoctoral I3P concedida por el CSIC en el contexto del Programa Social Europeo. Finalmente, los autores querrían agradecer su ayuda a Noemí Lana-Renault, Jérôme Latron y Carlos Martí Bono.

Referencias

ALVERA, B., 1976. Contribución al estudio de la interceptación de las precipitaciones atmosféricas en el pinar de San Juan de la Peña. *Publicaciones Centro Pirenaico Biología Experimental*, 7 (1): 95-100.

- ALVERA, B., 1977. Interceptación de las precipitaciones atmosféricas en un pinar altoaragonés: 1^{er} año de observaciones (1971-1972). *Publicaciones Centro Pirenaico Biología experimental*, 8: 7-13.
- BEVEN, K., 1982. On subsurface stormflow: an analysis of response times. *Hydrological Sciences Journal*, 27 (4): 505-521.
- BOSH, J.M. & HEWLETT, J.D., 1982. A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. *Journal of Hydrology*, 55 (1-4): 3-23. doi:10.1016/0022-1694(82)90117-2.
- CANTÓN, Y., DOMINGO, F., SOLÉ-BENET, A. & PUIGDEFÁBREGAS, J., 2001. Hydrological and erosion response of a badlands system in semiarid SE Spain. *Journal of Hydrology*, 252 (1-4): 65-84. doi:10.1016/S0022-1694(01)00450-4.
- CERDÁ, A., 1999. Seasonal and spatial variations in infiltration rates in badland surfaces under Mediterranean climatic conditions. *Water Resources Research*, 35 (1): 319-328.
- COSANDEY, C., 1990. L'origine des crues dans les bassins-versants élémentaires: Du ruissellement sur les versants à l'écoulement annuel. *Hydrologie Continentale*, 7 (1): 13-22.
- CREUS, J. & GIL, M., 2001. Clima. En: *El medio físico y su peligrosidad en un sector del Pirineo Central*. Instituto Geológico y Minero de España. Ministerio de Ciencia y Tecnología. Madrid, 39-41.
- FREEZE, R.A., 1972. Role of subsurface flow in generating surface runoff 2. Upstream source areas. *Water Resources Research*, 8 (5): 1272-1283.
- GALLART, F., BALASCH, J.C., REGÜÉS, D., SOLER, M. & CASTELLTORT, X., 2005. Catchment dynamics in a Mediterranean mountain environment. The Vallcebre research basins (southeastern Pyrenees) II: temporal and spatial dynamics of erosion and stream sediment transport. En: García, C. & Batalla, R.J. (eds): *Catchment dynamics and River Processes: Mediterranean and other Climate Regions*. Elsevier, Amsterdam, 17-29.
- GARCÍA-RUIZ, J.M. & GALLART, F., 1997. Las cuencas experimentales como base para el estudio de la erosión y la desertificación. En: Ibáñez, J.J., Valero, B. & Machado, C. (eds): *El paisaje mediterráneo a través del espacio y del tiempo. Implicaciones en la desertificación*. Geoforma Ediciones. Logroño, 221-238.
- GARCÍA-RUIZ, J.M., ARNÁEZ, J., BEGUERÍA, S., SEEGER, M., MARTÍ, C., REGÜÉS, D., LANA-RENAULT, N. & WHITE, S., 2005. Flood generation in an intensively disturbed, abandoned farmland catchment, Central Spanish Pyrenees. *Catena*, 59: 79-92.
- GARCÍA-RUIZ, J.M., REGÜÉS, D., ALVERA, B., LANA-RENAULT, N., SERRANO-MUELA, P., NADAL-ROMERO, E., NAVAS, A., LATRON, J.,

- MARTÍ-BONO, C. & ARNÁEZ, J., 2008. Plant cover, flood generation and sediment transport at catchment scale: a gradient of experimental catchments in the central Pyrenees. *Journal of Hydrology*, 356 (1-2): 245-260. doi:10.1016/j.jhydrol.2008.04.013.
- HEWLETT, J.D. & HIBBERT, A.R., 1967. Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. En: Sopper, W.E. & Lull, H.W. (eds): *International Symposium on Forest Hydrology*. Pergamon, Oxford, 275-290.
- HIBBERT, A., 1967. Forest treatment effects on water yield. En: Sopper, W.E. & Lull, H.W. (eds): *International symposium for Hydrology*. Pergamon, Oxford, 813 pp.
- LANA-RENAULT, N., LATRON, J., REGÜÉS, D., SERRANO, P. & NADAL, E., 2008. Diferencias estacionales en la generación de escorrentía en una pequeña cuenca de campos abandonados en el Pirineo Central. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 34: 23-37.
- LASANTA, T., 1988. The process of desertion of cultivated areas in the Central Spanish Pyrenees. *Pirineos*, 132:15-36.
- LATRON, J., SOLER, M., LLORENS, P. & GALLART, F., 2008. Spatial and temporal variability of the hydrological response in a small Mediterranean research catchment (Vallcebre, Eastern Pyrenees). *Hydrological Processes*, 22 (6): 775-787. doi: 10.1002/hyp.6648.
- LLORENS, P., POCH, R., LATRON, J. & GALLART, F., 1997. Rainfall interception by a *Pinus sylvestris* forest patch overgrown in a Mediterranean mountainous abandoned area. I. Monitoring design and results down to the event scale. *Journal of Hydrology*, 199 (3-4): 331-345. doi:10.1016/S0022-1694(96)03334-3.
- LORENTE, A., GARCÍA-RUIZ, J.M., BEGUERÍA, S. & ARNÁEZ, J., 2002. Factors explaining the spatial distribution of hillslope debris flows. *Mountain Research and Development*, 22: 32-39.
- MATHYS, N., RICHARD, D. & GRÉSILLON, J.M., 2003. Non-linearity in erosion response of a small mountainous and marly basin: The Laval in the Draix experimental catchments, South East, France. *Int. Conf. Hydrology of the Mediterranean and semi-arid regions*, Montpellier, France. CD-ROM.
- MARTÍ-BONO, C. & PLANA, F., 1996. Concreciones carbonatadas en margas del Eoceno. Consecuencias geomorfológicas. En: Grandal, A. & Pagés, L. (eds): *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*. 604-615.
- MOLINILLO, M., LASANTA, T. & GARCÍA-RUIZ, J.M., 1997. Managing mountainous degraded landscapes after farmland abandonment in the Central Spanish Pyrenees. *Environmental Management*, 21 (4): 587-598. doi: 10.1007/S002679900051.

- NADAL-ROMERO, E., 2008. *Las áreas de cárcavas (badlands) como fuente de sedimento en cuencas de montaña: procesos de meteorización, erosión y transporte en margas del Pirineo Central*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza. 434 pp.
- NADAL-ROMERO, E., REGÜÉS, D., MARTÍ-BONO, C. & SERRANO-MUELA, P., 2007. Badland dynamics in the Central Pyrenees: temporal and spatial patterns of weathering processes. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32 (1): 888-904. doi: 10.1002/esp.1458.
- NADAL-ROMERO, E., LATRON, J., LANA-RENAULT, N., SERRANO-MUELA, P., MARTÍ-BONO, C. & REGÜÉS, D., 2008. Temporal variability in hydrological response within a small catchment with badland areas, central Pyrenees. *Hydrological Science Journal*, 53 (3): 629-639. doi: 10.1623/hysj.53.3.629.
- NADAL-ROMERO, E., REGÜÉS, D., LATRON, J., LANA-RENAULT, N., SERRANO-MUELA, M.P. & MARTÍ-BONO, C., 2009. Funcionamiento hidrológico de una pequeña cuenca de montaña con morfologías acarcavadas en el Pirineo Central. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 35 (1): 119-139.
- NADAL-ROMERO, E. & REGÜÉS, D., 2009. Detachment and infiltration variations as consequence of regolith development in a Pyrenean badland system. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34 (6): 824-838. doi: 10.1002/esp.1772.
- REGÜÉS, D., BALASCH, J.C., CASTELLTORT, X., SOLER, M. & GALLART, F., 2000a. Relación entre las tendencias temporales de producción y transporte de sedimentos y las condiciones climáticas en una pequeña cuenca de montaña mediterránea (Vallcebre, Pirineos Orientales). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 26: 41-65.
- REGÜÉS, D. & GALLART, F., 2004. Seasonal patterns of runoff and erosion responses to simulated rainfall in a badland area in mediterranean mountain conditions (Vallcebre, Southeastern Pyrenees). *Earth Surface Processes and Landforms*, 29 (6), 755-767. Doi: 10.1002/esp.1067.
- REGÜÉS, D., LANA-RENAULT, N., NADAL-ROMERO, E. & SERRANO-MUELA, P., 2009. Soil moisture contents and surface physical conditions affecting infiltration in soils with different vegetation covers. En: 7th *International Conference on Geomorphology (ANZIAG). Ancient Landscape-Modern Perspectives*. Conference Abstracts. CD-ROM ISBN 1 877040 74 6.
- SCOGING, H., 1982. Spatial variations in infiltration, runoff and erosion on hillslopes in semi-arid Spain. En: Bryan, R. & Yair, A. (eds): *Badland geomorphology and piping*. Geobooks, 89-112.
- SERRANO-MUELA, P., REGÜÉS, D., LANA-RENAULT, N. & NADAL-ROMERO, E., 2008. Estudio de la trascolación bajo diferentes tipos de

- cubierta forestal durante el periodo fenológico con hojas en el Pirineo Central Español. En: Benavente, J. & Gracia, F.J. (eds): *Trabajos de Geomorfología en España, 2006-2008*. Sociedad Española de Geomorfología. Cádiz, 101-104.
- SERRANO-MUELA, P., REGÜÉS, D., NADAL-ROMERO, E., LANARENAULT, N. & LATRON, J., (enviado). Temporal variability of stormflow response in a small Mediterranean forested catchment (Central Pyrenees, Spain). *Journal of Hydrology*.
- SOLÉ-BENET, A., CALVO, A., CERDÀ, A., LÁZARO, R., PINI, R. & BARBERO, J., 1997. Influences of micro-relief patterns and plant cover on runoff related to processes in Badlands from Tabernas (SE Spain). *Catena*, 31 (1-2): 28-38. doi:10.1016/S0341-8162(97)00032-5.
- TARDY, Y., 1986. *Le cycle de l'eau. Climats, Paleoclimats et Géochimie globale*. Masson. París, 338 p.
- WALLING, D.E. (1991). Drainage basin studies. En: Slaymaker, O. (ed): *Field experiments and measurement programs in Geomorphology*. Balkema. Rotterdam, 17-59.
- WARD, R.C. & ROBINSON, M., 1989. *Principles of Hydrology*. 3rd edition. McGraw Hill, 365 p.
- WEYMAN, D.R., 1973. Measurements of the downslope of water in a soil. *Journal of Hydrology*, 20 (3): 267-288. doi:10.1016/0022-1694(73)90065-6.
- ZINKE, P.J., 1967. Forest interception studies in the Unites States. En Shopper, W. & Lull, H. (Eds.): *Forest hydrology*. N.York, 137-161.